Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy
OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحۀ ۴۲۵ تا ۴۴۰

زمین شناسی، سنگ شناسی و زمین شیمی دگرسانی ذخیره مس پرداد، شرق شاهرود

سعید مشتاق، کمال سیاه چشم*، محمدرضا حسین زاده

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۸/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۱/۱۴)

چکیده: ذخیره مس پرداد در نوار آتشفشانی-رسوبی ترشیاری عباس‌آباد-کاهک در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و در لبه شمال شرقی ایران مرکزی واقع است. برونزد واحدهای سنگی سنوزئیک شامل آندزیت، بازالت، توف‌های ریولیتی، آگلومرا و توده‌های نیمه نفوذی (تونالیتی تا کوارتز مونزونیتی) گستره وسیعی از منطقه را پوشانده است که بطور موضعی یا کامل دچار دگرسانی‌های پروپیلیتیک، سریسیتیک و هماتیتی شده‌اند. موازنه جرم در نمونه‌های با دگرسانی پروپیلیتیک اشاره به غنی‌شدگی Fe_2O_3، MgO، CaO و مس دارد که با حضور سولفیدهای مس‌دار به همراه کلسیت و اپیدوت همخوانی دارد. در پهنه سریسیتی، اکسیدهای CaO، K_2O، Na_2O، MgO، MnO، P_2O_5 و عناصر جزئی Ba، Sr، Rb، Hf، Ta، W، Cr دچار کاهش جرم شده‌اند که ناشی از کلریتی‌شدن کانی‌های فرومنیزین و تخریب فلدسپار است. تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک می‌تواند به علت کمپلکس‌های کلریدی و غنی‌شدگی جزئی عناصر خاکی نادر سنگین (LREE)ها به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌هایی چون کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن باشد. غنی‌شدگی از LREEها در دگرسانی سریسیتیک ناشی از تثبیت این عناصر در کانی‌های اولیه آپاتیت، اسفن و زیرکن است. افزایش عناصر Co، Cr Ni، V، Ag و As در پهنه هماتیتی می‌تواند ناشی از پدیده جذب سطحی فلزها بر سطوح کانی‌های اکسیدی آهن باشد.

واژه‌های کلیدی: *موازنه جرم؛ عناصر خاکی نادر؛ دگرسانی؛ پهنه سبزوار؛ پرداد.*

مقدمه

نوار آتشفشانی-رسوبی سبزوار تا شاهرود دربردارنده توالی ضخیمی از سنگ‌های آندزیتی- بازالتی به همراه سنگ‌های رسوبی و آذرآواری است. کانه‌زایی مس پرداد نیز بخشی از این نوار آتشفشانی – رسوبی محسوب می‌شود (شکل ۱). تاکنون بررسی جامعی بر زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر در پهنه‌های دگرسانی منطقه از دیدگاه تغییرات جرمی انجام نشده است. تحلیل زمین شیمیایی تغییرات عنصری در سنگ-های دگرسان شده در ارتباط با نهشته‌های معدنی کمک شایانی به درک چگونگی دگرگونی سیال کانه‌دار نموده و قلمروی زمین شیمیایی انواع پهنه‌های دگرسانی و سنگ میزبان سالم را از هم تفکیک می‌کند. یکی از زمینه‌های پژوهش پیرامون دگرسانی‌ها، بررسی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی هر یک از عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در انواع دگرسانی‌هاست. ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرسان شده نشان دهنده تغییرات شیمیایی و ترکیب رخ داده در انواع دگرسانی‌هاست که به درک بهتر فرآیندهای دگرسانی کمک می‌کند. الگوهای تغییرات دگرسانی درونزاد اغلب در پی‌جویی مواد معدنی برای تعیین هاله‌های شیمیایی و یافتن روندهای شیمیایی در مناطق کانه-زایی استفاده می‌شود [۱]. تغییرات زمین‌شیمیایی درونزاد، افزون بر تشخیص اهداف معدنی و کانه‌زایی، به گسترش بهتر مدل‌های زایشی و تفکیک بهتر انواع مدل‌های کانساری نیز کمک می‌کند [۲]. به تازگی با بررسی زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر، اطلاعات بسیار جامعی پیرامون فرایندهای دخیل

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۰۰۴۶۸۵، پست الکترونیکی: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir

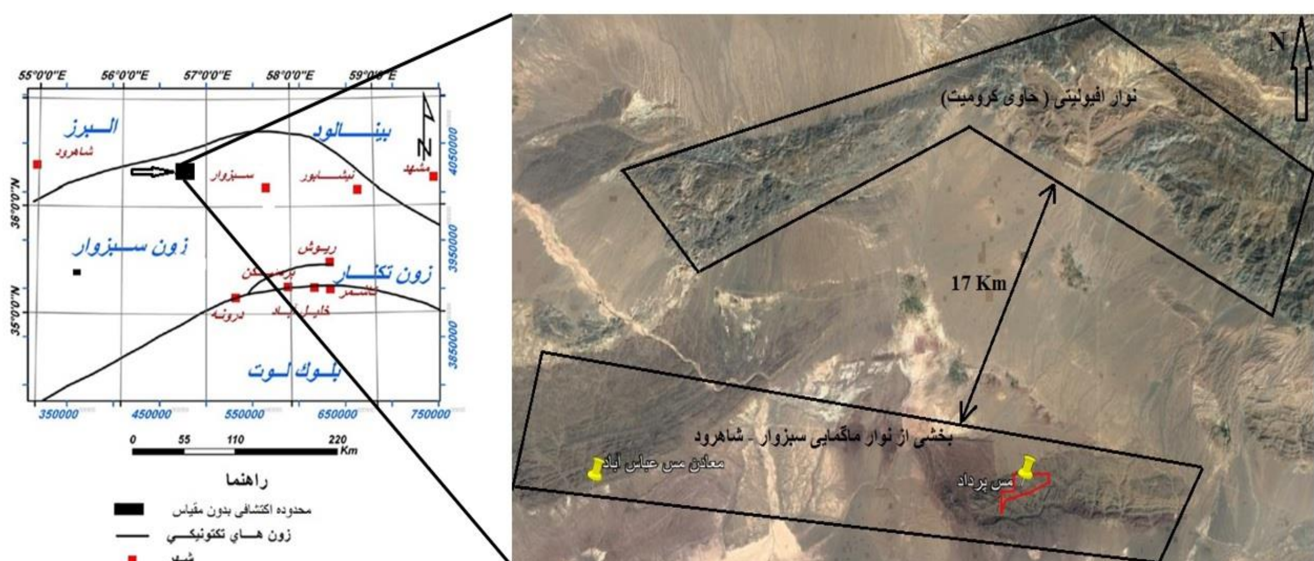
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

در تشکیل و گسترش پهنه‌های دگرسانی توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است. این عناصر می‌توانند در شرایط ویژه pH پایین، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی لیگاندهای کمپلکس‌ساز چون F^-، Cl^-، CO_3^{-2}، SO_4^{-2} و PO_4^{-3} به حرکت در آیند [۳]. تغییرات pH و دمای محلول‌های مسئول دگرسانی را می‌توان از مهمترین عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در پهنه‌های دگرسانی در نظر گرفت.

در این پژوهش افزون بر زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه، زمین شیمیایی عناصر اصلی - فرعی و همچنین عناصر خاکی نادر در دگرسانی‌های موجود در کانسار مس پرداد با روش موازنه جرم بررسی شده است.

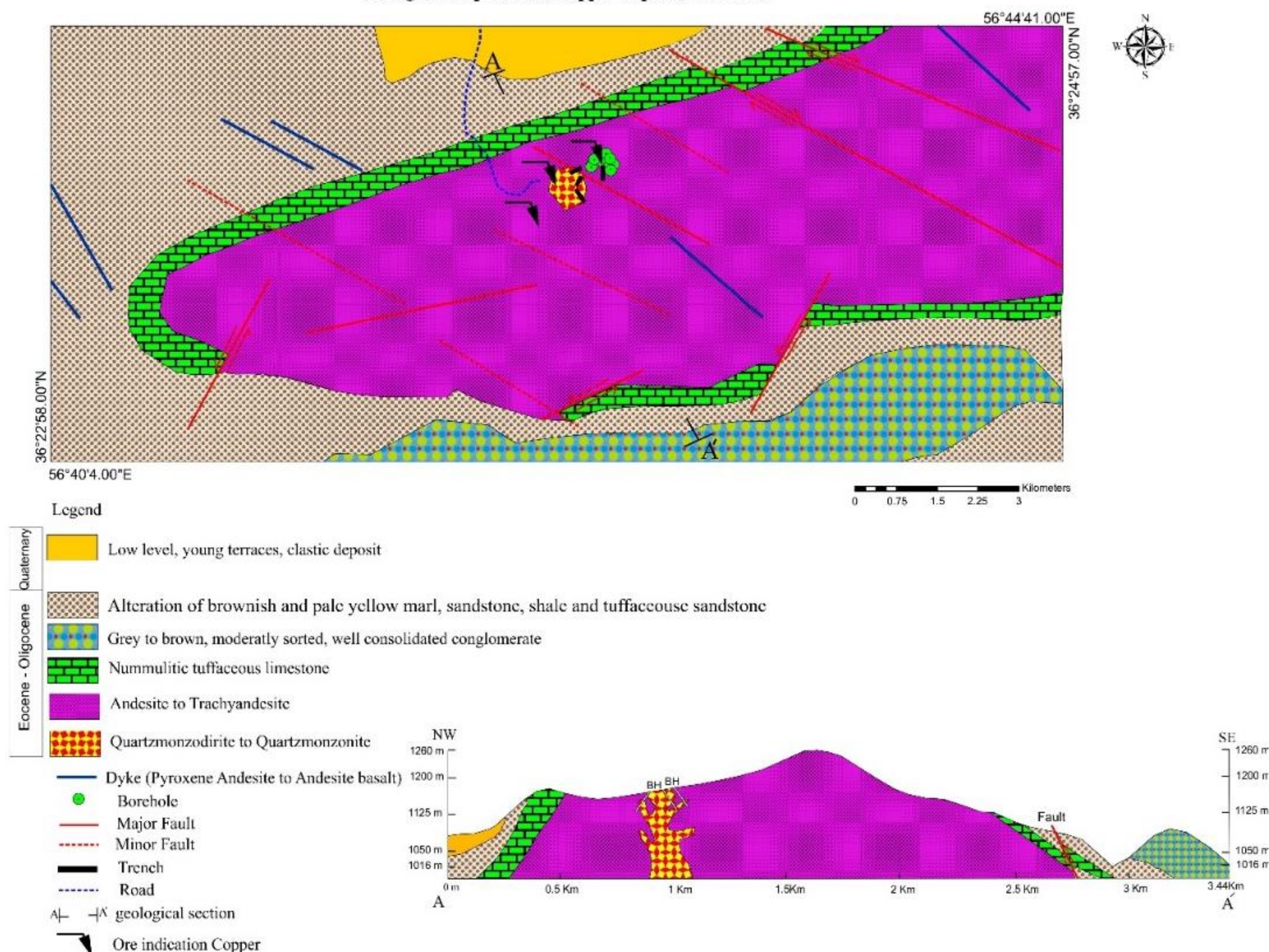
زمین شناسی منطقه

منطقه معدنی مس پرداد در ۱۶۰ کیلومتری شرق شاهرود در استان سمنان با طول جغرافیایی ″۴ ′۴۰ °۵۶ تا ″۴۱ ′۴۴ °۵۶ شرقی و عرض جغرافیایی ″۵۸ ′۲۲ °۳۶ تا ″۵۷ ′۲۴ °۳۶ شمالی و در بخش شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن [۴] واقع است. در این پژوهش، پس از پیمایش‌های صحرایی و بررسی ویژگی‌های زمین‌ساختاری، دگرشکلی و دگرسانی قابل تشخیص در منطقه، نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۲). عمده واحدهای سنگی منطقه شامل شامل برونزدهای سنوزئیک، آتشفشانی و در عمق سنگ‌های نیمه نفوذی هستند، این منطقه از محدود مناطق گسترش سنگ‌های آتشفشانی – نفوذی شرق و مرکز ایران است که روند مشخص و پیوسته را نشان داده و مجموعه متنوعی از سنگ‌های آذرین شامل آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت دگرسان شده، توف ریولیتی، توف‌های آندزیتی، لاتیت، تراکی آندزیت، لاپیلی توف و آگلومرا را در برمی‌گیرد که توده‌ها و گنبدهای شبه آتشفشانی اسیدی و حدواسط (تونالیتی تا کوارتز مونزونیتی) در آنها نفوذ کرده‌اند. مجموعه افیولیتی همراه این نوار ماگمایی بیشتر در بخش‌های شمالی آن برونزد دارد و مناطق مرتفعی را تشکیل داده است. در دوران ترشیری در پهنه ساختاری ایران مرکزی فعالیت‌های ماگمایی بسیاری انجام شده که نتیجه آن ایجاد نوار آتشفشانی عباس آباد – کاهک در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و لبه شمال شرقی ایران مرکزی است (شکل ۱).



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای از موقعیت پهنه افیولیتی سبزوار و بخشی از نوار ماگمایی - آتشفشانی سبزوار - شاهرود.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]



شکل ۲ نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰منطقه معدنی مس پرداد.

روش بررسی

در راستای دستیابی به اهداف موردنظر طی چندین مرحله پیمایش صحرایی، شناسایی دگرسانی‌ها و سنگ‌نگاری، از پهنه‌های دگرسانی، سنگ‌های آتشفشانی – نیمه نفوذی ۵۰ نمونه سطحی و عمقی (گمانه‌ها) برداشت شد. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی پهنه‌های دگرسان شده و بررسی تغییرات جرم طی دگرسانی، ۹ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه نفوذی با کمترین دگرسانی، ۹ نمونه دگرسان شده، ۳ نمونه مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک، ۳ نمونه مربوط به دگرسانی سریسیتیک و ۳ نمونه مربوط به دگرسانی هماتیتی انتخاب شدند. نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی به روش‌های طیف‌سنجی فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین غلظت عناصر اصلی و خاکی نادر به آزمایشگاه کانساران بینالود تهران ارسال شدند (جدول ۱- ۳).

نتایج و بحث

سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی - نیمه نفوذی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی: براساس بازدیدهای صحرایی و نمودارگیری مغزه‌های حفاری، عمده واحدهای سنگ‌شناسی، در اصل برونزد سنگ‌های آتشفشانی با ضخامت ۶۰۰ تا ۸۰۰ متر، دارای راستای ۲۹۰- ۳۰۰ درجه (شمال غرب- جنوب شرق)، و گسترش جانبی به طول ۵ کیلومتر هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت به همراه توف با برش آتشفشانی هستند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز سدیمی (۱۵ تا ۳۵ درصد حجمی) با منطقه بندی ترکیبی، بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل کوارتز در خمیره ریز بلور تا نهان بلورین کوارتز - فلدسپار هستند. کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، پیروکسن، زیرکن، آپاتیت و کانی تیره مگنتیت هستند که گاهی صورت

درشت بلور (به اندازه ۰٫۲ تا ۰٫۴ میلی متر) در زمینه دیده می‌شوند. بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، ریزسنگی پورفیری، شیشه پورفیری و در بعضی بخش‌ها در زمینه بافت جریانی و ریزسنگی دیده می‌شوند.

جدول ۱ موازنه جرم در دگرسانی پروپیلیتیک محاسبه شده برحسب جزء نامتحرک Al_2O_3 (اکسیدها برحسب ٪، عناصر بر حسب ppm).

	پروپیلیتیک PA-P-01	پروپیلیتیک PA-P-02	پروپیلیتیک PA-P-03	میانگین دگرسانی پروپیلیتیک	میانگین نمونه مرکب (سالم)	$\Delta C_i / C^O_i$
SiO2	۴۳٫۳۳	۴۶٫۹۴	۴۴٫۷۳	۴۵	۵۷٫۰۶	-۰٫۱۱
Al2O3	۱۵٫۷۸	۱۶٫۰۶	۱۵٫۳۳	۱۵٫۲۷	۱۵٫۷۵	۰
Fe2O3	۱۴٫۴۱	۱۳٫۰۸	۱۰٫۵۲	۱۲٫۶۷	۶٫۸۷	۱٫۰۸
CaO	۱۰٫۵۹	۹٫۷۹	۱۰٫۰۶	۱۰٫۱۵	۵٫۳۸	۱٫۱۳
Na2O	۲٫۳۵	۳٫۳۱	۲٫۳۹	۲٫۶۸	۲٫۶۵	۰٫۱۴
K2O	۱٫۵۳	۱٫۱۷	۱٫۲۱	۱٫۳۰	۴٫۵۳	-۰٫۶۷
MgO	۴٫۰۵	۳٫۳۳	۴٫۸۳	۴٫۰۷	۲٫۷۴	۰٫۶۸
TiO2	۰٫۳۵	۰٫۴۲	۰٫۴۹	۰٫۴۲	۰٫۶۰	-۰٫۲۰
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۰	-۰٫۲۴
P2O5	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۳۵	۰٫۳۶
مواد فرار(L.O.I)	۵٫۴۷	۵٫۰۷	۸٫۶۵	۶٫۴۰	۱٫۷۹	۳٫۰۴
Ag	۱٫۵۲	۰٫۰۷	۳٫۰۵	۱٫۵۵	۰٫۰۵	۳۱٫۶۴
As	۴۳	۲۱	۱۱	۲۵	۱۰٫۱۳	۱٫۷۹
Ba	۷۹٫۴۰	۳۹٫۲۰	۲۵٫۳۰	۴۷٫۹۷	۳۴۶٫۸۲	-۰٫۸۴
Be	۱۰٫۵۱	۴٫۴۱	۳٫۶۰	۶٫۱۷	۲٫۱۷	۲٫۲۲
Bi	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۹
Co	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۷٫۶۱	۲٫۶۰	۰٫۱۱	۲۵٫۹۲
Cr	۱۰	۱۳	۱۶	۱۳	۱۴٫۷۳	۰
Cs	۰٫۶۱	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۵۴	۱٫۵۵	-۰٫۶۱
Cu	>٪۱	۱۴۹۹٫۱۰	۹۸۱۴٫۸۰	۵۶۵۶٫۹۵	۹۲٫۴۲	۶۸٫۰۵
Hf	۲٫۰۱	۱٫۹۳	۲٫۲۵	۲٫۰۶	۳٫۴۵	-۰٫۳۲
Li	۱۶	۱۲	۱۷	۱۵	۱۳٫۶۳	۰٫۲۴
Mn	۱۰۴۷	۸۵۵	۱۱۴۷	۱۰۱۶٫۳۳	۱۰۵۶٫۱۵	۰٫۰۹
Mo	۳٫۰۲	۰٫۱۰	۱٫۷۴	۱٫۶۲	۳٫۴۶	-۰٫۴۷
Nb	۰٫۳۷	۱	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۵۸	۰٫۳۰
Ni	۱۱	۱۸	۱۴	۱۴٫۳۳	۱۱٫۳۳	۰٫۴۳
Pb	۲۱	۲۶٫۶۰	۱۲٫۱۰	۱۹٫۹۰	۱۲٫۱۴	۰٫۸۵
Rb	۲۱	۲۶٫۶۰	۱۲٫۱۰	۱۹٫۹۰	۶۵٫۴۴	۰٫۷۶-
S	۶۵۶۹	۲۰۲	۲۵۲۱	۳۰۹۷٫۳۳	۴۴٫۳۰	۷۷٫۹۳
Sb	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۱٫۱۱	-۰٫۹۴
Sc	۷٫۳۰	۸	۸٫۸۰	۸٫۰۸	۱۲٫۱۶	-۰٫۲۵
Sn	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۱۷	-۰٫۷۲
Sr	۱۸۵٫۹۰	۱۷۱٫۳۰	۱۵۵٫۵۰	۱۷۰٫۹۰	۶۴۵٫۱۳	-۰٫۷۰
Ta	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۸۲	-۰٫۰۵
Te	۱٫۹۸	۱٫۸۰	۱٫۶۶	۱٫۸۱	۱٫۷۴	۰٫۱۸
Th	۳٫۵۲	۳٫۹۵	۴٫۵۶	۴٫۰۱	۶٫۶۷	-۰٫۳۲
Ti	۲۵۵۲	۳۰۱۰	۳۴۶۹	۳۰۱۰٫۳۳	۴۸۴۱٫۸۸	-۰٫۳۰
Tl	۰٫۵۵	۰٫۰۲	۰٫۳۵	۰٫۳۱	۰٫۰۹	۲٫۹۲
U	۱٫۵۸	۱٫۷۴	۲٫۲۸	۱٫۸۷	۱٫۵۲	۰٫۳۸
V	۱۵۶	۱۱۰	۱۲۱	۱۲۹	۱۵۳٫۳۰	-۰٫۰۵
W	۱٫۷۶	۰٫۸۳	۰٫۲۶	۰٫۹۵	۰٫۱۹	۴٫۶۸
Y	۱۹٫۸۰	۱۲٫۸۰	۱۴٫۹۰	۱۵٫۸۳	۲۱٫۶۷	-۰٫۱۸
Zn	۶۲٫۵۰	۹۰٫۸۰	۶۸٫۶۰	۷۳٫۹۷	۹۵٫۲۴	-۰٫۱۲
Zr	۱۹۰	۹۸	۱۰۱	۱۲۹٫۶۷	۱۳۷٫۲۵	۰٫۰۷
La	۲۷٫۷	۱۶٫۴	۲۰٫۵	۲۱٫۵۳	۲۳٫۸۲	۰٫۰۲
Ce	۴۶	۲۷٫۷	۳۷٫۸	۳۷٫۱۷	۴۸٫۶۳	-۰٫۱۴
Pr	۵٫۶۷	۴٫۳۷	۵٫۱۶	۵٫۰۷	۶٫۴۴	-۰٫۱۱
Nd	۸٫۳	۵٫۴	۵٫۵۳	۶٫۴۱	۱۴٫۲۰	-۰٫۴۹
Sm	۳٫۴۵	۲٫۸۶	۳٫۱۳	۳٫۱۵	۵٫۰۳	-۰٫۲۹
u	۱٫۱۲	۰٫۹۴	۰٫۹۵	۱	۱٫۵۷	-۰٫۲۸
Gd	۲٫۹۹	۲٫۳۶	۲٫۶۷	۲٫۶۷	۳٫۷۵	-۰٫۲۰
Tb	۰٫۵۷	۰٫۴۲	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۸۰	-۰٫۳۲
Dy	۱٫۸۷	۱٫۰۱	۱٫۳۳	۱٫۴۰	۲٫۷۵	-۰٫۴۲
Ho	۰٫۵۴	۰٫۳۲	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۶۶	-۰٫۲۸
Er	۱٫۵۷	۰٫۸۶	۰٫۷۱	۰٫۰۵	۱٫۶۶	-۰٫۲۹
Tm	۰٫۳۹	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۳۳	-۰٫۱۰
Yb	۱٫۶۶	۰٫۷	۰٫۶۱	۰٫۹۹	۱٫۲۶	-۰٫۱۱
Lu	۰٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۲۸	-۰٫۰۲

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

جدول ۲ موازنه جرم در دگرسانی سریسیتیک محاسبه شده برحسب جزء نامتحرک Al_2O_3 . (اکسیدها برحسب ٪، عناصر بر حسب ppm).

	سریسیتیک CA-C-01	سریسیتیک CA-C-02	سریسیتیک CA-C-03	میانگین دگرسانی سریسیتیک	میانگین نمونه مرکب (سنگ سالم)	$\Delta C_i / C^O_i$
SiO2	۵۸٫۸۷	۵۶٫۴۱	۶۰٫۶	۵۸٫۶۳	۵۷٫۰۶	۰،۰۵
Al2O3	۱۶٫۷۳	۱۷٫۴۰	۱۷٫۷۹	۱۷٫۳۱	۱۷٫۷۵	۰
Fe2O3	۸٫۴۱	۷٫۴۸	۵٫۴۸	۷٫۱۲	۶٫۸۷	۰،۰۶
CaO	۴٫۴۶	۵٫۳۵	۵٫۵	۴٫۹۶	۵٫۳۸	-۰٫۰۵
Na2O	۱٫۶۱	۱٫۷	۱٫۲۳	۱٫۵۱	۲٫۶۵	-۰٫۴۱
K2O	۳٫۴	۳٫۶۲	۳٫۸۴	۳٫۶۲	۴٫۵۳	-۰٫۱۸
MgO	۲٫۶۴	۲٫۷۲	۲٫۱۱	۲٫۴۹	۲٫۷۴	-۰٫۰۷
TiO2	۰،۶۳	۰،۶۲	۰،۶۲	۰،۶۲	۰،۶۰	۰،۰۷
MnO	۰،۰	۰،۱	۰،۱	۰،۰۷	۰،۱۰	-۰٫۳۰
P2O5	۰،۲۶	۰،۳۶	۰،۳۵	۰،۳۲	۰،۳۵	-۰٫۰۶
L.O.I	۳٫۵۰	۵٫۷۶	۴٫۶۹	۴٫۶۵	۱٫۷۹	۱٫۶۷
Ag	۰،۰۵	۰،۰۳	۰،۰۷	۰،۰۵	۰،۰۵	-۰٫۰۴
As	۸	۲۱	۱۲	۱۳٫۶۷	۱۰٫۱۳	۰،۳۸
Ba	۳۴۴	۱۶۶	۲۸۵٫۴۰	۲۶۵٫۱۳	۳۴۶٫۸۲	-۰٫۲۲
Be	۲٫۶۰	۲٫۰۸	۲٫۶۸	۲٫۴۵	۲٫۱۷	۰،۱۶
Bi	۰،۰۲	۰،۰۹	۰،۰۹	۰،۰۷	۰،۰۶	۰،۲۰
Co	۰،۵۴	۰،۰۴	۰،۰۴	۰،۲۱	۰،۱۱	۰،۹۵
Cr	۱۱	۹	۱۴	۱۱٫۳۳	۱۴٫۷۳	-۰٫۲۱
Cs	۲٫۵۲	۱٫۱۶	۲٫۸۷	۲٫۱۸	۱٫۵۵	۰،۴۵
Cu	۵۷۲٫۸۰	۴۲۶٫۹۰	۱۳۳۹٫۹۰	۷۷۹٫۸۷	۹۲٫۴۹	۷٫۶۵
Hf	۳٫۲۰	۲٫۶۸	۲٫۹۴	۲٫۹۴	۳٫۴۵	-۰٫۱۳
Li	۱۲	۱۵	۹	۱۲	۱۳٫۶۳	-۰٫۱۰
Mn	۸۹۴	۱۰۰۵	۷۷۲	۸۹۰٫۳۳	۱۰۵۶٫۱۵	-۰٫۱۴
Mo	۵٫۵۷	۵٫۲۸	۳٫۷۸	۴٫۸۸	۳٫۴۶	۰،۴۵
Nb	۰،۰۵	۰،۴۹	۰،۵۳	۰،۳۶	۰،۵۸	-۰٫۳۷
Ni	۱۲	۱۱	۱۵	۱۲٫۶۷	۱۱٫۳۳	۰،۱۵
Pb	۷٫۵۵	۷٫۷۷	۵٫۷۵	۷٫۰۲	۱۲٫۱۴	-۰٫۴۱
Rb	۶۶٫۱۰	۴٫۵۹	۵۲٫۶۰	۴۱٫۱۰	۹۵٫۴۴	-۰٫۵۶
S	۱۴۶	۹۶	۸۸	۱۱۰	۴۴٫۳۰	۱٫۵۵
Sb	۰،۰۵	۰،۰۳	۰،۰۴	۰،۰۴	۱٫۱۱	-۰٫۹۶
Sc	۱۲٫۱۰	۱۱٫۸۰	۱۱٫۵۰	۱۱٫۸۰	۱۲٫۱۶	-۰٫۰۱
Sn	۰،۷۸	۰،۰۳	۰،۰۸	۰،۳۰	۰،۱۷	۰،۷۴
Sr	۳۶۵٫۱۰	۳۷۶٫۷۰	۳۰۷٫۹۰	۳۴۹٫۹۰	۶۴۵٫۱۳	-۰٫۴۴
Ta	۰،۷۱	۰،۶۹	۰،۷۳	۰،۷۱	۰،۸۲	-۰٫۱۱
Te	۲٫۳۰	۱٫۷۷	۱٫۶۴	۱٫۹۰	۱٫۷۴	۰،۱۲
Th	۶٫۶۱	۶٫۰۸	۵٫۸۱	۶٫۱۷	۶٫۶۷	-۰٫۰۵
Ti	۴۹۱۴	۴۶۵۸	۴۵۲۴	۴۶۹۸٫۶۷	۴۸۴۱٫۸۸	۰
Tl	۰،۱۴	۰،۱۰	۰،۲۱	۰،۱۵	۰،۱۹	۰،۷۴
U	۱٫۸۳	۱٫۵۲	۱٫۸۲	۱٫۷۲	۱٫۵۲	۰،۱۶
V	۱۴۷	۱۴۰	۱۴۴	۱۴۳٫۶۷	۱۵۳٫۳۰	-۰٫۰۴
W	۰،۳۸	۰،۰۶	۰،۰۲	۰،۱۵	۰،۱۹	-۰٫۱۷
Y	۲۱٫۲۰	۲۴٫۵۰	۲۲٫۶۰	۲۲٫۷۷	۲۱٫۶۷	۰،۰۸۸
Zn	۱۱۴٫۶۰	۱۴۴٫۳۰	۱۲۵٫۷۰	۱۲۸٫۲۰	۹۵٫۲۴	۰،۳۸
Zr	۱۴۰	۱۲۹	۱۲۷	۱۳۲	۱۳۷٫۲۵	-۰٫۰۱
La	۲۲٫۴	۲۴٫۷	۲۲٫۱	۲۳٫۰۷	۲۳٫۸۲	-۰٫۰۱
Ce	۴۵٫۵	۵۰	۴۳٫۳	۴۶٫۲۷	۴۸٫۶۳	-۰٫۰۲
Pr	۶٫۲۲	۶٫۴۵	۵٫۸۹	۶٫۱۹	۶٫۴۴	-۰٫۰۲
Nd	۱۳٫۳	۱۳٫۵	۱۱٫۴	۱۲٫۷۳	۱۴٫۲۰	-۰٫۰۸
Sm	۴٫۸۴	۴٫۵۲	۴٫۵۹	۴٫۶۵	۵٫۰۳	-۰٫۰۵
Eu	۱٫۵۱	۱٫۳۴	۱٫۳۹	۱٫۴۱	۱٫۵۷	-۰٫۰۸
Gd	۳٫۶۴	۳٫۷۹	۳٫۶	۳٫۶۸	۳٫۷۵	۰،۰۱
Tb	۰،۷۶	۰،۷۶	۰،۷۳	۰،۷۵	۰،۸۰	-۰٫۰۴
Dy	۲٫۴۹	۲٫۵۲	۲٫۵	۲٫۵۰	۲٫۷۵	-۰٫۰۷
Ho	۰،۶۱	۰،۶۳	۰،۶۱	۰،۶۲	۰،۶۶	-۰٫۰۴
Er	۱٫۴۵	۱٫۶۴	۱٫۴۸	۱٫۵۲	۱٫۶۶	-۰٫۰۶
Tm	۰،۳۱	۰،۳۴	۰،۳۱	۰،۳۲	۰،۳۳	۰
Yb	۱٫۱۳	۱٫۳۷	۱٫۱۹	۱٫۲۳	۱٫۲۶	۰
Lu	۰،۲۵	۰،۳	۰،۲۷	۰،۲۷	۰،۲۸	۰،۰۲

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

جدول ۳ موازنه جرم در دگرسانی هماتیتی محاسبه شده برحسب جزء نامتحرک Al_2O_3 . (اکسیدها برحسب ٪، عناصر بر حسب ppm).

	هماتیتی HA-H-01	هماتیتی HA-H-02	هماتیتی HA-H-03	میانگین دگرسانی هماتیتی	میانگین نمونه مرکب (سنگ سالم)	$\Delta C_{i} / C^{O}_{i}$
SiO2	۲۸٫۰۹	۴۵٫۷۸	۳۷٫۴۴	۳۷٫۱۰	۵۷٫۰۶	−۰٫۱۸
Al2O3	۱۵٫۷۲	۱۴٫۶۹	۱۱٫۸۷	۱۴٫۰۹	۱۷٫۷۵	۰
Fe2O3	۳۶٫۵۳	۱۶٫۳۷	۲۳٫۴۶	۲۵٫۴۵	۶٫۸۷	۳٫۶۷
CaO	۱۱٫۳۷	۹٫۵۵	۱۲٫۶	۱۱٫۱۷	۵٫۳۸	۱٫۶۲
Na2O	۱٫۰۸	۲٫۷۴	۱٫۷۶	۱٫۸۶	۲٫۶۵	−۰٫۱۲
K2O	۰،۵۸	۱٫۴۶	۰،۷	۰،۷۰	۴٫۵۳	−۰٫۸۰
MgO	۰،۹	۳٫۱۷	۰،۵	۱٫۵۲	۲٫۷۴	−۰٫۳۰
TiO2	۰،۲۱	۰،۵۱	۰،۲۸	۰،۳۳	۰،۶۰	−۰٫۲۹
MnO	۰،۰۴	۰،۰۶	۰،۰۳	۰،۰۴	۰،۱۰	−۰٫۴۵
P2O5	۰،۱۸	۰،۲۱	۰،۲۸	۰،۲۲	۰،۳۵	−۰٫۲۱
L.O.I	۴٫۵۸	۴٫۶۸	۱۰٫۷۱	۶٫۶۶	۱٫۷۹	۳٫۶۹
Ag	۰،۳۵	۰،۹۲	۰،۱۰	۰،۴۶	۰،۰۵	۹،۷۵
As	۷۲	۴۹	۳۳	۵۱٫۳۳	۱۰٫۱۳	۵٫۳۹
Ba	۲۵٫۹۰	۵۵٫۵۰	۳۶٫۳۰	۳۹٫۲۳	۳۴۶٫۸۲	−۰٫۸۶
Be	۱۰٫۷۳	۶٫۲۳	۱۰٫۷۵	۹٫۲۴	۲٫۱۷	۴٫۳۷
Bi	۰،۰۹	۰،۰۷	۰،۰۹	۰،۰۸	۰،۰۶	۰،۸۴
Co	۰،۰۷	۰،۰۲	۳٫۳۰	۱٫۱۳	۰،۱۱	۱۲٫۰۷
Cr	۱۸	۱۱	۱۳	۱۴	۱۴٫۷۳	۰،۲۰
Cs	۰،۴۹	۰،۵۰	۰،۶۱	۰،۵۳	۱٫۵۵	−۰٫۵۷
Cu	۵۲۱۷٫۳۰	۳۷۹۵٫۶۰	۷۱۶۴٫۲۰	۵۳۹۲٫۳۷	۹۲٫۴۹	۷۲٫۴۵
Hf	۰،۷۹	۲٫۳۰	۱٫۱۲	۱٫۴۰	۳٫۴۵	−۰٫۴۹
Li	۴	۱۱	۷	۷٫۳۳	۱۳٫۶۳	−۰٫۳۲
Mn	۶۳۷	۸۶۸	۵۰۳	۶۶۹٫۳۳	۱۰۵۶٫۱۵	−۰٫۲۰
Mo	۴٫۸۴	۳٫۱۳	۶٫۹۲	۴٫۹۶	۳٫۴۶	۰،۸۱
Nb	۰،۵۱	۰،۴۳	۰،۴۵	۰،۴۶	۰،۵۸	۰،۰۱
Ni	۱۱	۱۵	۱۰	۱۲	۱۱٫۳۳	۰،۳۳
Pb	۲۰	۱۲	۱۰٫۱۰	۱۴٫۰۳	۱۲٫۱۴	۰،۴۶
Rb	۲۰	۱۲	۱۰٫۱۰	۱۴٫۰۳	۹۵٫۴۴	−۰٫۸۱
S	۳۰۸	۱۴۷	۸۰۲	۴۱۹	۴۴٫۳۰	۱٫۹۲
Sb	۱۱٫۲۸	۰،۰۳	۴٫۵۵	۵٫۲۹	۱٫۱۱	۴٫۹۸
Sc	۳٫۹۰	۸٫۸۰	۵٫۵۰	۶٫۰۷	۱۲٫۱۶	−۰٫۳۷
Sn	۰،۰۴	۰،۰۹	۰،۰۳	۰،۰۵	۰،۱۷	−۰٫۶۱
Sr	۱۳۶٫۹۰	۲۱۷٫۵۰	۷۹٫۷۰	۱۴۴٫۷۰	۶۴۵٫۱۳	−۰٫۷۲
Ta	۰،۵۸	۰،۷۸	۰،۶۴	۰،۶۷	۰،۸۲	۰،۰۳
Te	۲٫۳۵	۱٫۸۷	۲٫۶۱	۲٫۲۸	۱٫۷۴	۰،۶۵
Th	۱٫۷۰	۴٫۳۵	۲٫۴۳	۲٫۸۳	۶٫۶۸	−۰٫۴۷
Ti	۱۳۵۴	۳۵۶۳	۲۱۲۱	۲۳۴۶	۴۸۴۱٫۸۸	−۰٫۳۹
Tl	۰،۰۸	۰،۰۲	۰،۰۸	۰،۰۶	۰،۰۹	−۰٫۱۴
U	۲٫۷۳	۱٫۷۴	۲٫۲۶	۲٫۲۴	۱٫۵۲	۰،۸۵
V	۱۷۳	۱۳۳	۱۲۲	۱۴۲٫۶۷	۱۵۳٫۳۰	۰،۱۷
W	۱۷٫۸۰	۶٫۸۴	۱۳٫۶۰	۱۲٫۷۵	۰،۱۹	۸۴٫۰۷
Y	۱۳٫۳۰	۱۴٫۹۰	۱۲٫۹۰	۱۳٫۷۰	۲۱٫۶۷	−۰٫۲۰
Zn	۶۴٫۶۰	۹۷	۳۰٫۴۰	۶۴	۹۵٫۲۴	−۰٫۱۵
Zr	۷۵	۱۰۴	۶۹	۸۲٫۶۷	۱۳۷٫۲۵	−۰٫۲۴
La	۲۹٫۶	۱۹٫۸	۱۰٫۸	۲۰٫۰۷	۲۳٫۸۲	۰،۰۶
Ce	۳۷٫۹	۳۲٫۴	۱۸٫۸	۲۹٫۷۰	۴۸٫۶۳	−۰٫۲۳
Pr	۴٫۷	۴٫۷۲	۳٫۴۸	۴٫۳۰	۶٫۴۴	−۰٫۱۶
Nd	۶٫۲۹	۶٫۷۹	۴٫۰۹	۵٫۷۲	۱۴٫۲۰	−۰٫۴۹
Sm	۲٫۵۱	۳٫۱۱	۲٫۰۱	۲٫۵۴	۵٫۰۳	−۰٫۳۶
Eu	۰،۸۲	۰،۹۲	۰،۶۸	۰،۸۱	۱٫۵۷	−۰٫۳۵
Gd	۲٫۲۶	۲٫۵	۱٫۷۵	۲٫۱۷	۳٫۷۵	−۰٫۲۷
Tb	۰،۴	۰،۴۸	۰،۲۷	۰،۳۸	۰،۸۰	−۰٫۴۰
Dy	۱	۱٫۳۹	۰،۴۹	۰،۹۶	۲٫۵۷	−۰٫۵۶
Ho	۰،۳۸	۰،۴۱	۰،۲۶	۰،۳۵	۰،۶۶	−۰٫۳۳
Er	۰،۹۱	۰،۷۴	۰،۳۱	۰،۶۵	۱٫۶۶	−۰٫۵۰
Tm	۰،۲۸	۰،۲۲	۰،۱۹	۰،۲۳	۰،۳۳	−۰٫۱۲
Yb	۰،۸۱	۰،۶۲	۰،۲۶	۰،۵۶	۱٫۲۶	−۰٫۴۴
Lu	۰،۲۳	۰،۲۱	۰،۱۶	۰،۲۰	۰،۲۸	−۰٫۰۹

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

سنگ‌های نیمه نفوذی: سنگ‌های نیمه نفوذی با ترکیب تونالیت، کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت، به صورت زائده آپوفیز درون سنگ‌های آتشفشانی جای دارند که در بخش‌های شمال منطقه بیشتر در اعماق ۱۰ تا ۴۰ متری مغزه‌های حفاری دیده می‌شوند (گمانه‌های BH1, BH6, BH7). کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و ریز بلور و کانی-های فرومنیزین (پیروکسن دگرسان شده) هستند. بافت‌های جانشینی پلاژیوکلازها با کانی‌های ثانویه از جمله سریسیت، کلسیت، اپیدوت و نیز کلریت برآمده از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن) دیده می‌شوند. بافت این واحد سنگی ریزسنگی پورفیری تا دانه‌ای است.

دگرسانی و کانی‌زایی

بر پایه روابط صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، دگرسانی‌های گرمابی به دو صورت جانشینی کانی-های پیشین و یا نهشت مستقیم در فضاهای خالی و شکستگی‌ها رخ داده‌اند. دگرسانی پروپیلیتیک بطور فراگیر در سنگ‌های آندزیتی و نیمه نفوذی دیده می‌شود. روند عمومی گسترش این دگرسانی به صورت نامنظم بوده و شدت آن به تراکم رگچه‌ها و درزه‌ها در منطقه وابسته است [۵] (شکل‌های ۳ الف و ب). مجموعه کانی‌های مشخصه پهنه دگرسانی پروپیلیتیک شامل کلریت (جانشین کانی‌های مافیک و در راستای رخ آنها)، اپیدوت (جانشین مرکز پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی) و کلسیت به همراه مقادیری سریسیت و پیریت است. دگرسانی‌های درونزاد مخرب فلدسپارها در شکل‌های کوارتز- سرسیت- پیریت (سرسیتی)، سیلیسی و آرژیلیکی (محدود) سبب رو پوشی مجموعه کانی‌های سنگ میزبان و دگرسانی گرمابی اولیه در منطقه شده است. تشکیل چنین دگرسانی در ارتباط با کاهش دما و $a(H^+)$ $a(K^+)$ در سیال گرمابی است [۶] . دگرسانی سریسیتی بصورت محلی و در ارتباط با سنگ‌های آندزیتی مربوط به کانه‌زایی گسترش یافته که با فاصله گرفتن از پهنه کانه‌دار از شدت آن کاسته شده است و اغلب در همراهی برش‌های گرمابی با رگه – رگچه‌های دربردارنده کانه‌زایی کالکوسیت دیده می‌شود (شکل ۳ ت). این نوع دگرسانی‌ها از شکستگی‌ها، سامانه درزها و گسل‌های منطقه پیروی می‌کنند. افزون بر تشکیل فازهای سیلیکاتی (سرسیت، کانی‌های رسی) در رخنمون‌های سطحی منطقه اکسیده پرداد، رگچه‌های سولفیدی به اکسیدهای آهن به رنگ قرمز قهوه‌ای تبدیل شده‌اند.

کانه‌زایی در منطقه پرداد به صورت رگه‌ای –رگچه‌ای در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، تراکی آندزیتی و بطور محدود بصورت داربستی (درون برش‌های گرمابی) رخ داده که با شکستگی‌ها، پهنه‌های برشی و گسل کنترل شده است (شکل-های ۳ ب تا ت). کانی‌های درونزاد ماده معدنی شامل بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت و مس طبیعی (به مقدار کم) هستند. کانی سازی سطحی بیشتر به صورت کانی-های اکسیدی مالاکیت و آزوریت است، اما کانی‌سازی عمقی در مغزه‌های حفاری بصورت کالکوسیت و بورنیت رگچه‌ای با رنگ سیاه تا سربی دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ث و ج). ضخامت رگه –رگچه‌ها از حدود ۳ میلیمتر تا ۳ - ۴ سانتیمتر متغیر است. حفره‌ها، فضاهای خالی و درزه و شکاف‌های موجود در سنگ میزبان در راستاهای مختلف به صورت شبکه‌های متراکم نامنظم، فضای مناسب برای نفوذ و ورود سیال‌های دربردارنده کانه‌زایی مس را فراهم آورده‌اند. حضور کالکوسیت و بورنیت به همراه دیگر فازهای با نسبت بالای مس به گوگرد و کمبود کالکوپیریت در ذخیره مس پرداد شبیه کانسارهایی چون السولدادو (El Soldado)، مانتوس بلانکوس (Mantos Blancos) و سانتودومیگو (Santo Domigo) با سنگ میزبان آندزیتی در شیلی [۷] و کانسار Hongguleleng درون برش-های گرمابی در چین [۸] به عنوان کانسارهای تیپ مانتو گزارش شده‌اند.

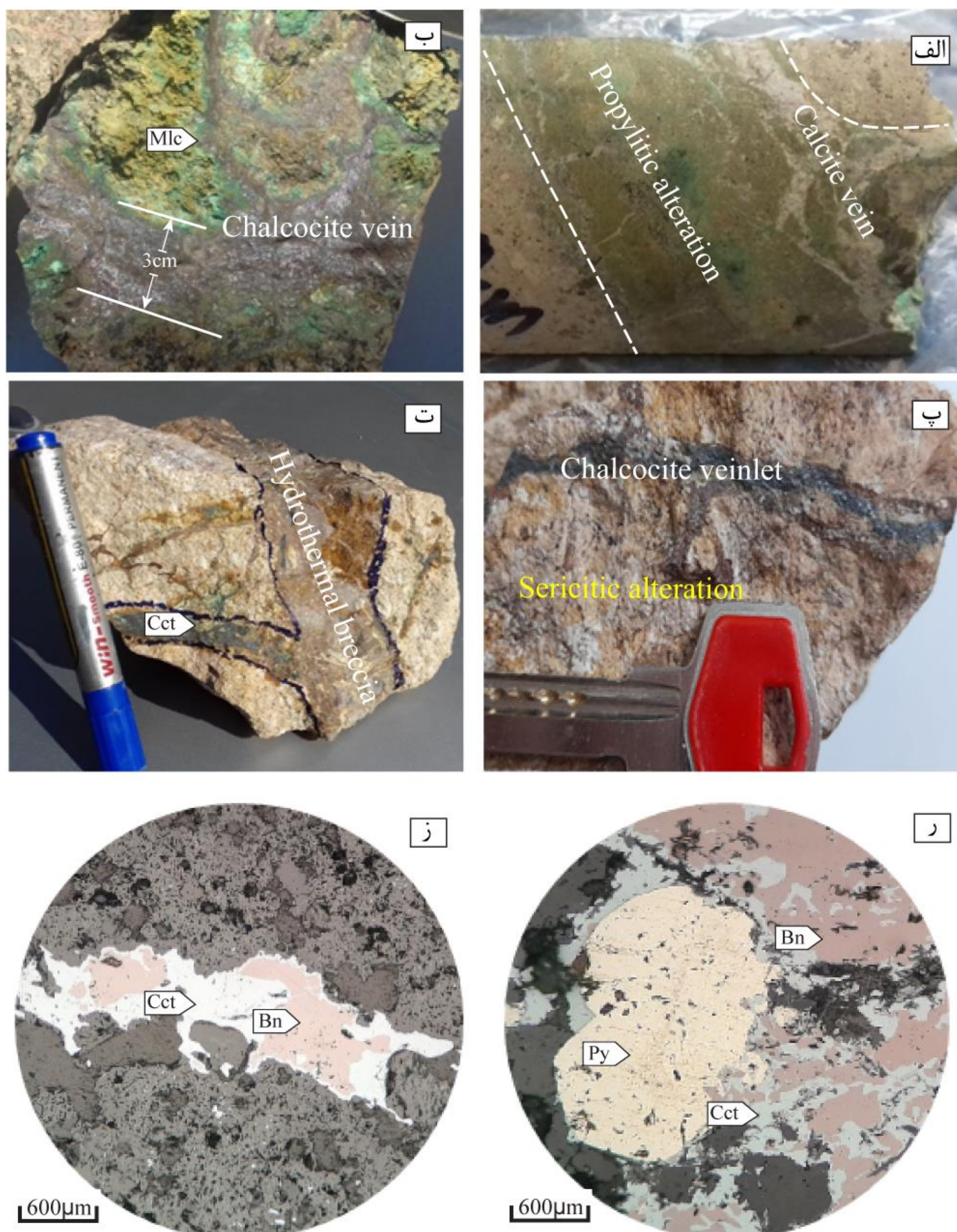
تغییرات جرم در دگرسانی

برای محاسبه‌های موازنه جرم، از نمونه‌های با کمترین دگرسانی (انتخاب شده از گمانه‌ها) از توده نیمه نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی استفاده شد. نمونه‌های دگرسانی نیز شامل دگرسانی‌های پروپیلیتیک، هماتیتی و سریسیتیک هستند. نمونه مرکب شامل ترکیبی از ۴ عدد نمونه (غیردگرسان)، از توده نیمه نفوذی و ۵ نمونه (غیردگرسان) از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بوده که افزایش یا کاهش عناصر نسبت به نمونه مرکب سنجیده شده است، روابط بین سنگ مادر و فراورده‌های دگرسانی براساس افزایش یا کاهش عناصر تعیین می‌شود. برای نخستین گرسنز [۹] روش تحلیل تغییرات جرم طی دگرسانی گرمابی را مطرح کرد که به صورت رابطه زیر بیان شد [۱۰].

$$\Delta C_i / C^O_i = (C^O_{Al2O3} / C^A_{Al2O3})\,(C^A_i / C^O_i) - 1 \qquad (۱)$$

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

در اینجا، C^{O}_{i} درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ سالم، C^{A}_{i} درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان، C^{O}_{Al2O3} درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ سالم، C^{A}_{Al2O3} درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ دگرسان و $\Delta C_i / C^{O}_{i}$ تغییرات جرم عنصر یا اکسید طی دگرسانی است. نتایج محاسبه‌های تبادلات جرمی و تغییرات غلظت (ΔC) اکسیدهای اصلی و عناصر انتخابی از نمونه‌های مربوط به پهنه‌های دگرسانی مختلف و نمونه های غیر دگرسان ذخیره پرداد در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.



شکل ۳ تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از دگرسانی‌های گرمابی و کانی‌زایی در ذخیره پرداد، الف) گسترش دگرسانی پروپیلیتیک در دو سوی شکستگی‌های آندزیت با فراوانی کانی‌های کلریت و کلسیت، ب) رگه – رگچه‌های کالکوسیت و آغشتگی مالاکیت به همراه دگرسانی پروپیلیتیک، پ) دگرسانی فراگیر فیلیک با روپوشی محدود آرژیلیک متوسط، پیروی کانی‌سازی سولفیدی از سامانه درز و شکستگی‌ها، ت) برش گرمابی نزدیک دایک دربردارنده کانه‌سازی رگچه‌ای کالکوسیت در شکستگی‌های بین کلست‌ها، ث) جانشینی پیریت توسط بورنیت و کالکوسیت و ج) جانشینی بورنیت با کالکوسیت در رگچه. تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۵] هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

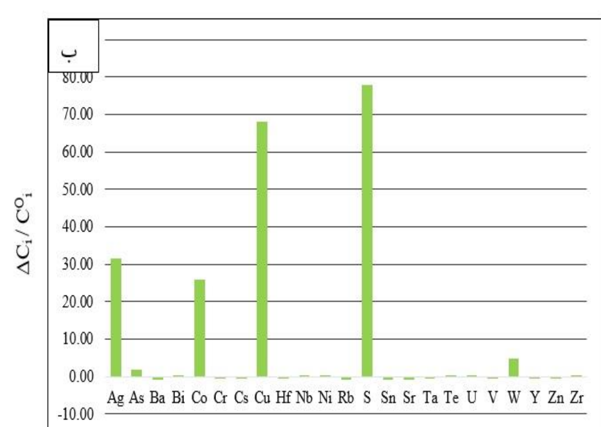
تغییرات جرم اکسیدها و عناصر فرعی در دگرسانی پروپیلیتیک

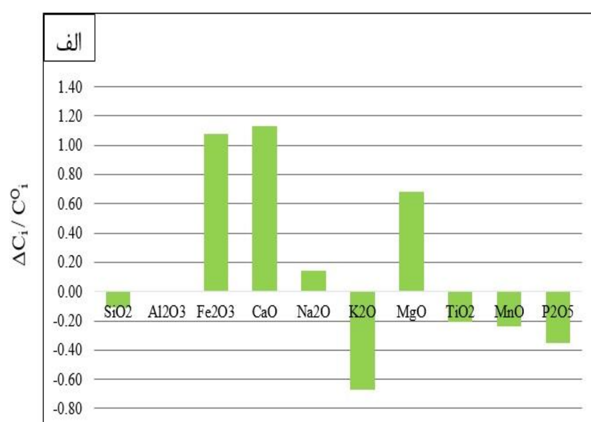
دگرسانی پروپیلیتیک شامل تبادل Ca^{2+} با K^+ و Na^+ بوده و با سیلیس‌زدایی مهم همراه است. موازنه جرم در نمونه‌های دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به نمونه مرکب غیر دگرسان دارای غنی‌شدگی Fe_2O_3، MgO، CaO و به مقدار کمتر Na_2O است (شکل۴ الف، جدول ۱). حضور Fe و Mg در این پهنه دگرسانی ناشی از حضور آمفیبول و کلریتی‌شدن آن‌ها، همچنین غنی‌شدگی آهن در دگرسانی پروپیلیتیک به سبب وجود کانی‌های کلریت، اپیدوت و بیوتیت است. منیزیم در دگرسانی پروپیلیتیک به سبب حضور کلریت غنی شدگی دارد. علت غنی‌شدگی کلسیم می‌تواند به علت حضور اپیدوت‌های گرمابی و کلسیت، یا تجزیه پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه کلسیم‌دار چون اپیدوت و پرهنیت باشد، که این غنی‌شدگی نشانگر عملکرد محلول‌های گرمابی دگرسانی با pH قلیایی نزدیک به خنثی و غنی از CO_2 است [۱۱]. کاهش SiO_2، P_2O_5، K_2O را می‌توان به حذف کانی‌هایی چون آپاتیت، بیوتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپار نسبت داد.

موازنه جرم عناصر کمیاب در دگرسانی پروپیلیتیک بیانگر غنی‌شدگی از عناصر Cu، Ag، S، Co،As ، W است، همچنین عناصر Sr، Ba، Rb، Cs، Hf، Zr، Ta،Sn دچار کاهش نسبی شده‌اند (شکل ۴ ب). پتاسیم در دگرسانی پروپیلیتیک تهی شدگی دارد که با انتقال K^+ توسط سیال در نتیجه‌ی دگرسان شدن فلدسپات‌ها و بیوتیت قابل توجیه است [۱۲]. در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و سرسیتیک به سبب دگرسانی فلدسپات‌ها و خروج پتاسیم، مقدار روبیدیم نیز کاهش می‌یابد [۱۳]. Ba و Sr نیز به دلیل همبستگی با پتاسیم در این پهنه دگرسانی کاهش یافته‌اند. بالا بودن مقدار مس در دگرسانی پروپیلیتیک به دلیل تشکیل کانه‌های مس چون کالکوسیت، بورنیت، مالاکیت و آزوریت بصورت رگه – رگچه‌ای در این دگرسانی کاملاً آشکار است. غنی‌شدگی سولفید نیز به دلیل تشکیل کانه‌های سولفیدی توجیه می‌شود. عناصر Zn، Y، V، Cr و Ta طی دگرسانی پروپیلیتیک بدون تغییر مانده‌اند.

تغییرات جرم اکسیدها و عناصر جزئی در دگرسانی سریسیتیک

این نوع دگرسانی به صورت موضعی و از نظر شدت ضعیف بوده است، موازنه جرم در دگرسانی سریست با افزایش اکسیدهای Fe_2O_3، TiO_2، SiO_2 همراه است و مقادیر اکسیدهای CaO، K_2O، Na_2O، MgO، MnO، P_2O_5 دچار کاهش جرم شده‌اند (شکل۵ الف، جدول ۲). غنی شدگی آهن در دگرسانی سریسیتیک به علت وجود بیوتیت‌های کلریتی شده است، آهن برآمده از دگرسانی بیوتیت و کانی‌های مافیک با آهن و گوگرد موجود در سیال‌های گرمابی، در دگرسانی سریسیتیک پیریت تولید می‌نماید، که این باعث غنی‌شدگی Fe_2O_3 در این پهنه شده است. غنی شدگی TiO_2 می‌تواند به علت وجود کانی‌های فرعی چون روتیل و اسفن می‌تواند باشد [۱۴]. کاهش اکسیدهای CaO، Na_2O، MgO به علت تجزیه فلدسپارها و کانی‌های مافیک است. اکسید K_2O در پهنه سریسیتیک اغلب باید غنی‌شدگی نشان دهد، اما کاهش این اکسید دیده شده است. به احتمال بسیار پتاسیم توسط سیال‌های گرمابی به سامانه اضافه نشده بلکه پتاسیم لازم برای تشکیل سریسیت در نتیجه دگرسانی سایر کانی‌های دارای پتاسیم (مثل پاراگونیت) و آزاد شدن پتاسیم تامین شده است. کاهش P_2O_5 به احتمال بسیار ناشی از تخریب و دگرسانی آپاتیت‌های موجود در سنگ مادر است [۱۵].





شکل ۴ الف و ب) نمودار تغییرات جرم (افزایش – کاهش) اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در دگرسانی پروپیلتیک.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

تغییرات جرم در عناصر جزئی دگرسانی سریسیتیک با افزایش عناصر Cu، As، Co، Ni، S، Cs، Zn، Be و کاهش عناصر Ba، Sr، Rb، Hf، Ta، W، Cr همراه است (شکل ۵ ب). کاهش عناصر Ba و Sr به علت شستشوی فلدسپارها توسط سیال‌های گرمابی است که این عمل منجر به خارج شدن Ba و Sr از ساختار فلدسپارها می‌شود. باریم در دگرسانی فیلیک تهی‌شدگی دارد. باریم از عناصر با تحرک بالا است که این امر می‌تواند به دلیل ته شدگی آن طی شکسته شدن فلدسپات‌ها به سبب فرآیند دگرسانی باشد [۱۶،۱۳]. افزایش Co در دگرسانی‌های سریسیتیک و پروپیلیتیک به کاهش شرایط اسیدی محیط اشاره دارد [۱۷]. مقادیر عناصر Zr، Y بدون تغییر بوده و عنصر Nb کمی دچار کاهش شده است. عناصر Zr، Nb، Y از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، هستند دمای دگرسانی مهمترین عامل در افزایش یا کاهش این عناصر است؛ اگر دمای دگرسانی بالا باشد مقدار این عناصر کاهش می‌یابد [۱۸].

تغییرات جرم اکسیدها و عناصر جزئی در دگرسانی هماتیتی

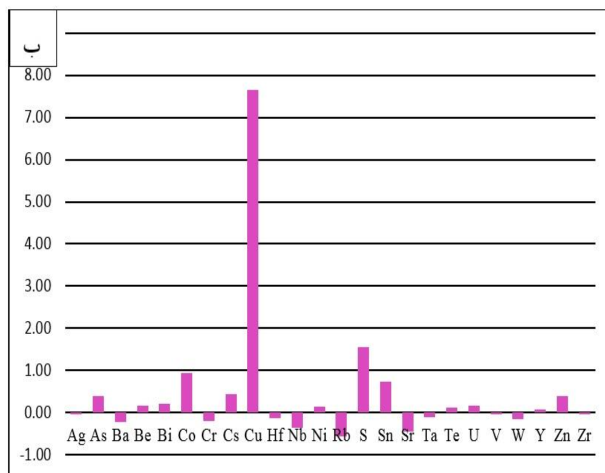
دگرسانی هماتیتی با سیال‌های اکسیدکننده همراه است که منجر به تشکیل کانی‌های با نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} بالا بویژه هماتیت، همراه با فلدسپار پتاسیم، کلریت، اپیدوت می‌شود [۱۹]. موازنه جرم در دگرسانی هماتیتی با افزایش اکسیدهای Fe_2O_3، CaO و کاهش اکسیدهای SiO_2، K_2O، Na_2O، MgO، MnO، TiO_2، P_2O_5، همراه است (شکل ۶ الف، جدول ۳). کاهش مقدار سیلیس نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین طی واکنش‌هایی چون تشکیل کلریت، اپیدوت است. دگرسانی اکسیدی و تشکیل کانی‌های اکسیدآهن چون هماتیت باعث افزایش Fe_2O_3 در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به سنگ غیردگرسان می‌شود. تجزیه کانی‌های مافیک با آزادشدن آهن و رسوب در شرایط اکسیدی همراه است. کاهش P_2O_5، K_2O، Na_2O، MgO را می‌توان به حذف کانی‌هایی چون آپاتیت، پلازیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت نسبت داد. کاهش Na_2O و K_2O می‌تواند نتیجه شستشوی این عناصر توسط محلول گرمابی و تحرک بالای آن‌ها طی دگرسانی باشد.

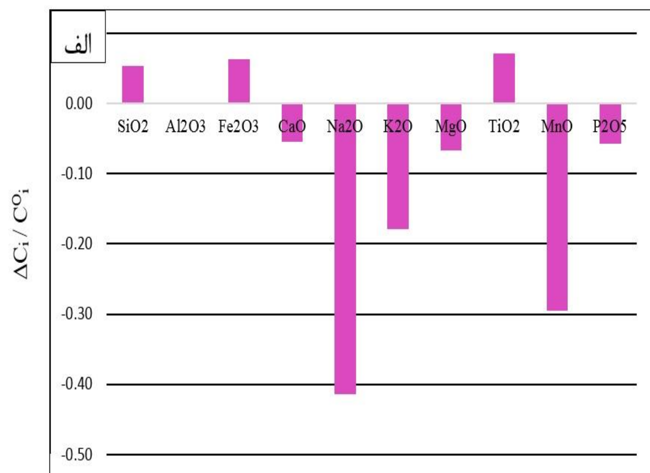
تغییرات جرم عناصر با افزایش Co، Cu، As، Ni، Cr، V، Ag، S، Be، Nb، Ta، Te، U، W، Bi و کاهش Ba، Cs، Rb، Sr، Sn همراه است (شکل ۶ ب). مقادیر بالای مس و گوگرد در دگرسانی هماتیتی به دلیل کانه‌زایی سولفیدی مس همراه با این دگرسانی است. افزایش عناصر Co، Ni در دگرسانی هماتیتی می‌تواند ناشی از پدیده جذب سطحی فلزها بر سطوح کانیایی سولفیدی و اکسیدی باشد. نهشتگی فلزها در اثر جذب سطحی می‌تواند از سیال‌هایی با غلظت زیر سطوح اشباع صورت بگیرد و در نتیجه، این فرآیند ممکن است در محیط-های کانسنگ‌ساز ویژه‌ای مهم باشد. بطور کلی، یک سطح کانیایی با یک محلول اسیدی که دارای بار مثبت بسیار شامل پروتون (H^+) باشد به احتمال بسیار کمپلکس‌های آنیونی را جذب می‌کند. برعکس، یک سطح کانیایی در تماس با یک محلول قلیایی (با فعالیت بالای OH^-) تمایل برای بار منفی اضافه نشان داده و کاتیون‌ها را جذب می‌کند [۶]. گوتیت یک جاذب سطحی مناسب در شرایط اکسیدی و به نسبت خنثی تا قلیایی است. در شرایط آزمایش اکسنده ویژه و فلزها به ترتیب Cu، Pb، Zn، Co، Ni با pH در حال افزایش مایل به جذب سطحی روی آن هستند [۶]. عنصر Cr در ساختار پیروکسن‌ها حضور دارد. علت غنی شدگی کم این عنصر پایداری آن طی دگرسانی است. افزایش جرم عناصر W ، Mo می‌تواند به علت تثبیت آنها توسط کانی‌های دارای تیتان چون روتیل، اسفن باشد.

الگوی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک، نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE)ها نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها است (شکل ۷ الف). تهی شدگی HREEها می‌تواند به علت کمپلکس‌های کلریدی و غنی شدگی جزئی LREEها می‌تواند به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌هایی چون کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن باشد [۱۳]. الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بهنجاره شده نسبت به کندریت در دگرسانی سریسیتیک، دارای روندی شبیه سنگ غیردگرسان (سنگ اولیه) همراه با کاهش از LREEها به سمت HREEهاست (شکل ۷ ب). غنی‌شدگی از LREEها در

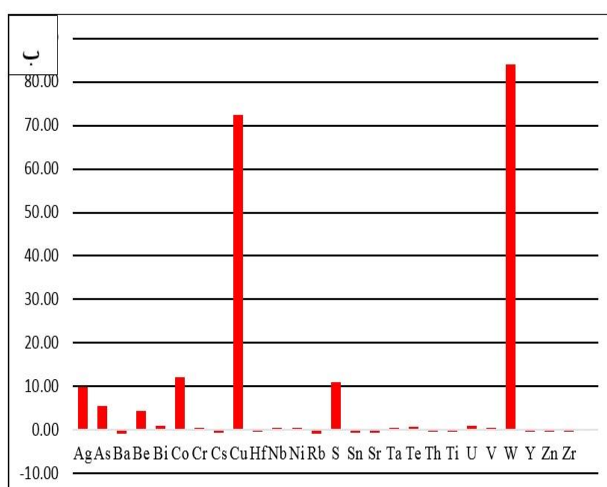
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

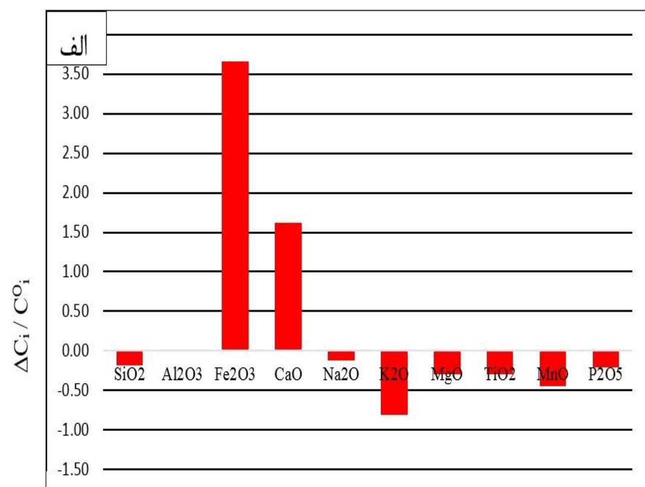
پهنه سریسیتیک به سبب حضور پیریت بوده که نشان دهنده حضور کمپلکس‌های سولفوری در محلول‌های گرمابی است، کمپلکس‌های سولفاتی می‌توانند سبب غنی‌شدگی LREEها شوند، زیرا SO_4^{2-} به طور ترجیحی با LREEها کمپلکس تشکیل می‌دهد [۲۰]. همچنین غنی‌شدگی از LREEها در دگرسانی سریسیتیک می‌تواند ناشی از تثبیت این عناصر در کانی‌های اولیه آپاتیت، اسفن و زیرکن باشد که به عنوان کانی میزبان برای این عناصر به شمار می‌روند و طی دگرسانی مقاوم هستند. طی دگرسانی سریسیتی، تغییرات زیادی در REEها ایجاد نمی‌شود، چون کانی‌های این پهنه فلدسپار و میکا هستند که REE چندانی ندارند تا طی دگرسانی آزاد نمایند، از LREEها تنها La طی دگرسانی غنی‌شدگی بالایی دارد. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه‌های با دگرسانی هماتیتی نسبت به کندریت کاهش شدید آنها به ویژه HREEها را نشان می‌دهد (شکل ۷ پ). تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر در دگرسانی هماتیتی می‌تواند طی فرآیند برونزاد در اثر واکنش سیال‌ها با سولفیدها (تولید اسید سولفوریک) و اسیدی شدن محلول، همراه با شستشو و کاهش عناصر خاکی نادر رخ داده باشد. همچنین جذب ترجیحی LREEها توسط جذب کننده‌ها و روبنده‌هایی چون اکسیدهای آهن (هماتیت و گوئتیت)، باعث تمرکز و جدایش آن‌ها از HREEها شده است. هماتیت در pH پایین نیز توانایی تمرکز و جذب REEها را دارد [۲۱].



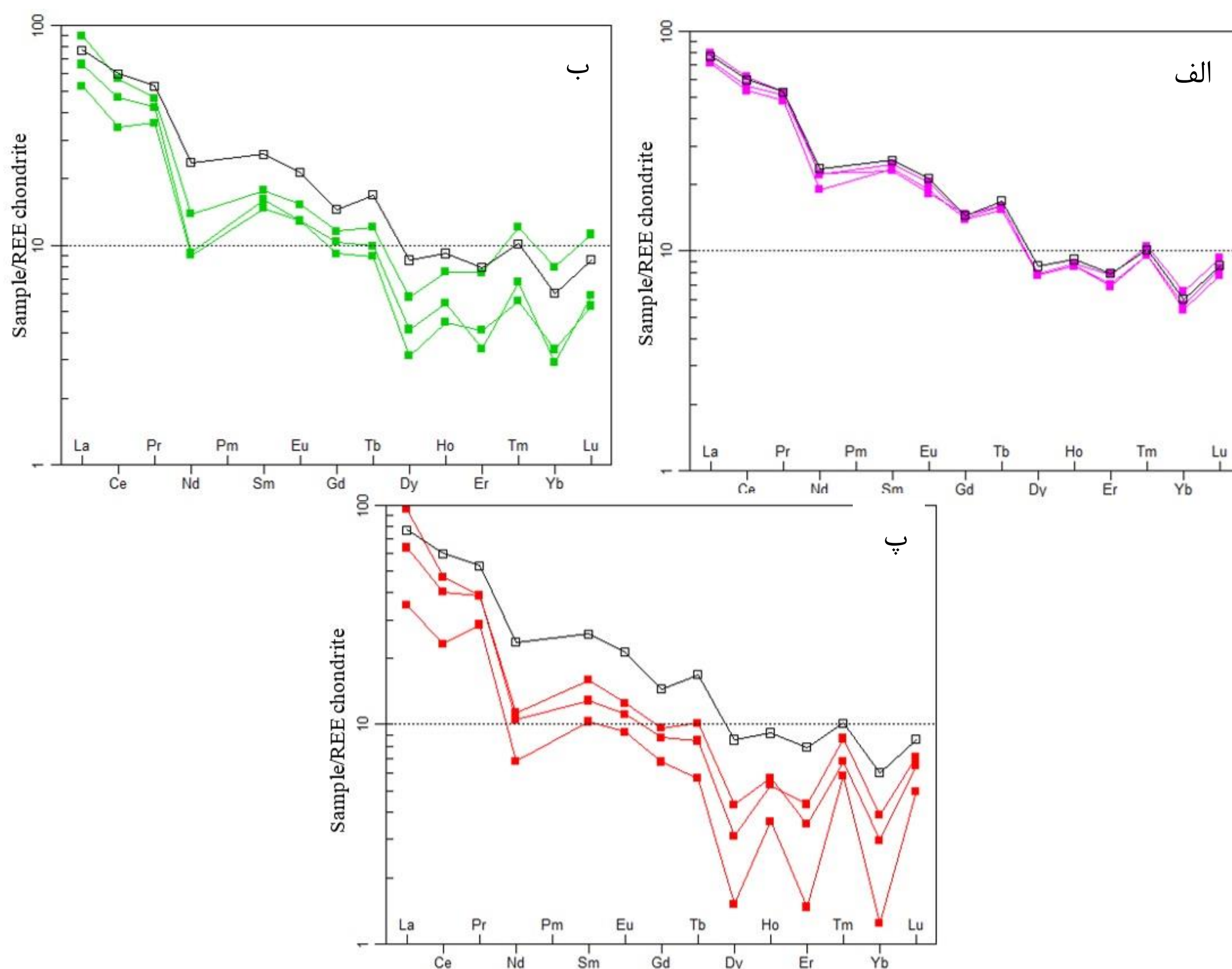


شکل ۵ الف و ب) نمودار تغییرات جرم (افزایش – کاهش) اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در دگرسانی سریسیتیک.





شکل ۶ الف و ب) نمودار تغییرات جرم (افزایش – کاهش) اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در دگرسانی هماتیتی.



شکل ۷ الف) الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر دگرسانی پروپیلیتیک بهنجاره شده نسبت به کندریت ب) الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر دگرسانی سریسیتیک بهنجاره شده نسبت به کندریت پ) الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر دگرسانی هماتیتی بهنجاره شده نسبت به کندریت.

توزیع نسبت های عنصری عناصر خاکی نادر طی دگرسانی

برای تعیین توزیع احتمالی عناصر خاکی نادر (جدایش LREEها نسبت به HREEها) در دگرسانی‌ها از نسبت $(La/Yb)_n$، همچنین برای بررسی جدایش LREEها، HREEها به ترتیب از نسبت های $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ استفاده شد. نسبت‌های این عناصر محاسبه شده و در جدول ۴ آمده است. نسبت Eu/Eu^* معیاری برای ناهنجاری Eu است، به طوری که نسبت بزرگتر از ۱، نشانگر ناهنجاری‌های مثبت و نسبت کمتر از ۱ بیانگر ناهنجاری‌های منفی هستند [۲۲]. نسبت‌های Eu/Eu^* و Ce/Ce^* برای بررسی رفتار این عناصر در دگرسانی با روابط زیر محاسبه شدند.

$$Eu/Eu^*=Eu_N / [(Sm_N)\times (Gd_N)]^{0.5} \quad (۲)$$

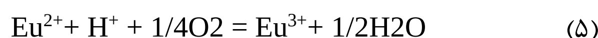
$$Ce/ Ce^*=2Ce_N / [(La_N)+(Pr_N)] \quad (۳)$$

در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک، نسبت‌های متوسط $(La/Yb)_n$ برابر با ۱۶٫۷۲، و نسبت‌های میانگین $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ به ترتیب برابر با ۴٫۲۴ و ۲٫۵۸ هستند، میانگین نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_n$ ، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در سنگ‌های سالم (غیردگرسان) به ترتیب برابر با ۱۲٫۷۴، ۲٫۹۸ و ۲٫۴۰ هستند. این مقادیر نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_n$ و $(La/Sm)_n$ بوده در حالیکه مقدار $(Gd/Yb)_n$ گویای تغییر جزئی یا به بیانی بدون جدایش عناصر است. مقادیر بالای $(La/Yb)_n$ و $(La/Sm)_n$ در این پهنه دگرسانی نشان‌دهنده جدایش بیشتر LREEها نسبت به HREEها، و غنی‌شدگی از LREEهاست. میانگین نسبت‌های عنصری

$(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در دگرسانی سریسیتیک به ترتیب برابر با ۱۲٫۶۸، ۳٫۱۳ و ۲٫۴۲ هستند. نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در این پهنه نزدیک به مقادیر سنگ‌های سالم بوده که نشان دهنده جدایش نیافتگی یا جدایش جزئی عناصر خاکی نادر است. نسبت‌های $(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در نمونه‌های با دگرسانی هماتیتی به ترتیب برابر با ۲۴٫۷۲، ۴٫۹۳ و ۳٫۶۵ هستند. مقایسه نسبت‌های $(La/Yb)_n$ ، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در دگرسانی هماتیتی با این نسبت‌ها در سنگ‌های سالم نشان دهنده جدایش شدید این عناصر طی دگرسانی هماتیتی است. نسبت عنصری $(La/Yb)_n$ در دگرسانی‌های هماتیتی نسبت به دگرسانی پروپیلیتیک و سریسیتیک بسیار بالا بوده که نشان دهنده جدایش شدید بین LREE ها با HREEهاست. به بیانی، تفکیک و جدایش طی دگرسانی هماتیتی باعث غنی‌شدگی LREE ها و تهی شدگی HREE ها شده است. روبش یا جذب عناصر خاکی نادر (REE) توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن یک پدیده رایج در سامانه‌های دگرسانی است [۲۱].

محاسبه نسبت‌های عنصری *Eu/Eu و *Ce/Ce در پهنه‌های دگرسانی به ترتیب نشان‌دهنده ناهنجاری مثبت (Eu/Eu*>1) و منفی (Ce/Ce*<1) آنهاست (جدول ۴ و شکل ۸). ناهنجاری مثبت *Eu/Eu می‌تواند در ارتباط با دگرسانی‌های پروپیلیتیک (کلریتی) و سریسیتی کانی‌های سیلیکاتی سنگ [۲۳]، همچنین حضور کانی‌های مافیک (آمفیبول و بیوتیت) و اکسیدهای آهن باشد [۲۴]. بر پایه واکنش‌های زیر، Eu، به صورت Eu^{3+} اکسید و نامتحرک شده و در محیط باقی می‌ماند [۲۳].


$EuAl_2Si_2O_8 + 8H_2O = Eu^{2+} + 2Al(OH)_4 + H_4SiO_4$ (۴)

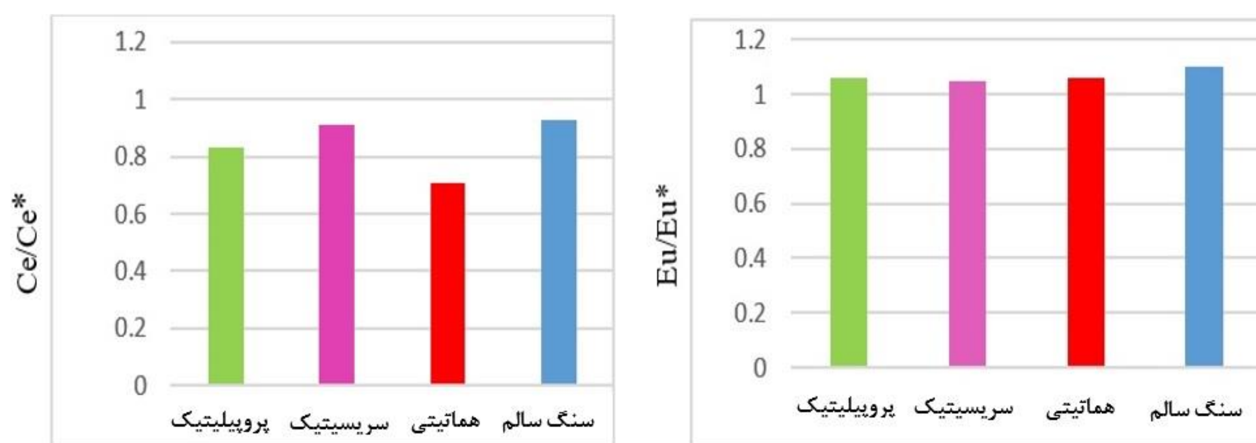

$Eu^{2+} + H^+ + 1/4O2 = Eu^{3+} + 1/2H2O$ (۵)

نسبت‌های عنصری *Ce/Ce در نمونه‌های دگرسان تقریباً مشابه (بین ۰٫۷۱ تا ۰٫۹۱) و کمی پایین‌تر از سنگ‌های غیردگرسان (۰٫۹۳) است (شکل ۸). مقادیر کمتر *Ce/Ce نشان دهنده شسته‌شدن Ce با ظرفیت ۳+ از محیط است. در شرایط بازی محلول‌های گرمابی، عنصر Ce با لیگاندهای کربنات تشکیل کمپلکس داده که باعث تحرک، شستشوی آن و ناهنجاری منفی Ce می‌شود.

جدول ۴ نسبت‌های عنصری محاسبه شده برای سنگ‌های دگرسان شده و سنگ سالم در منطقه مس پرداد.

شماره نمونه	پهنه دگرسانی	La/Yb	La/Sm	Gd/Yb	Eu/Eu*	Ce/Ce*
PA-P-01	پروپیلیتیک	۱۱٫۳۶	۵٫۰۳	۱٫۴۶	۱٫۰۶	۰٫۸۴
PA-P-02	پروپیلیتیک	۱۵٫۹۴	۳٫۵۹	۲٫۷۳	۱٫۱۰	۰٫۷۸
PA-P-03	پروپیلیتیک	۲۲٫۸۷	۴٫۱	۳٫۵۶	۱	۰٫۸۷
CA-C-01	سریسیتیک	۱۳٫۳۶	۲٫۹۱	۲٫۶۰	۱٫۱۰	۰٫۹۱
CA-C-02	سریسیتیک	۱۲٫۱۶	۳٫۴۴	۲٫۲۳	۰٫۹۹	۰٫۹۳
CA-C-03	سریسیتیک	۱۲٫۵۲	۳٫۰۳	۲٫۴۴	۱٫۰۵	۰٫۹۰
HA-H-01	هماتیتی	۲۴٫۶۴	۷٫۴۲	۲٫۲۵	۱٫۰۵	۰٫۷۰
HA-H-02	هماتیتی	۲۱٫۵۳	۴	۳٫۲۵	۱٫۰۱	۰٫۷۰
HA-H-03	هماتیتی	۲۵	۳٫۳۸	۵٫۴۵	۱٫۱۱	۰٫۷۳
	سنگ سالم	۱۲٫۴۷	۲٫۹۸	۲٫۴۰	۱٫۱۰	۰٫۹۳

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]



شکل ۸ مقادیر میانگین نسبت های عنصری *Eu/Eu و *Ce/Ce (بهنجاره شده نسبت به کندریت) در نمونه‌های برآمده از دگرسانی.

برداشت

بیشتر سنگ‌های منطقه مس پرداد سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت، تراکی آندزیت و پیروکسن آندزیت هستند که واحدهای نیمه نفوذی به صورت استوک با گسترش کم در عمق (گمانه‌ها) دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی دگرسانی‌های پروپیلیتیک (به صورت ناحیه‌ای)، سریسیتیک و هماتیتی به طور محلی در منطقه وجود دارند. تغییرات جرم در منطقه مس پرداد با فرض ثابت بودن آلومینیم طی دگرسانی و براساس فرمول گرانت، محاسبه شد. موازنه جرم در نمونه‌های با دگرسانی پروپیلیتیک نشانگر غنی‌شدگی Fe_2O_3، MgO، CaO و عناصر Cu، Ag، S، Co، AS ، W است. دگرسانی سریستی با افزایش اکسیدهای Fe_2O_3، TiO_2، SiO_2 همراه است و مقادیر اکسیدهای CaO، K_2O، Na_2O، MgO، MnO، P_2O_5 دچار کاهش جرم شده‌اند. تغییرات جرم در عناصر جزئی دگرسانی سریسیتیک با افزایش عناصر Cu، As، Co، Ni، S، Cs، Zn، Be و کاهش عناصر Ba، Sr، Rb، Hf، Ta، W، Cr همراه است. کاهش عناصر Ba و Sr به علت شستشوی فلدسپارها توسط سیال‌های گرمابی است که به خارج شدن Ba و Sr از ساختار فلدسپارها منجر می‌شود. دگرسانی هماتیتی با افزایش اکسیدهای Fe_2O_3، CaO و کاهش اکسیدهای SiO_2، K_2O، Na_2O، MgO، MnO، TiO_2، P_2O_5، همراه است همچنین تغییرات جرم با افزایش عناصر Co، Cu، As، Ni، Cr، V، Ag، S، Be و کاهش عناصر Ba، Cs، Rb، Sr، Sn در دگرسانی هماتیتی همراه است. الگوی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک، نشان دهنده غنی شدگی LREEها نسبت به HREEهاست، تهی‌شدگی HREEها می‌تواند به علت کمپلکس‌های کلریدی و غنی شدگی جزئی LREEها به دلیل جذب سطحی توسط کانی-هایی چون کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن باشد. الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بهنجاره شده نسبت به کندریت در دگرسانی سریسیتیک، روندی شبیه سنگ غیردگرسان (سنگ اولیه) همراه با کاهش از LREEها به سمت HREEها را نشان می‌دهند، غنی‌شدگی از LREEها در دگرسانی سریسیتیک می‌تواند ناشی از تثبیت این عناصر در کانی‌های اولیه آپاتیت، اسفن و زیرکن باشد که به عنوان کانی میزبان برای این عناصر به شمار می‌روند و طی دگرسانی مقاوم هستند. تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه‌های دگرسانی هماتیتی نسبت به کندریت کاهش شدید آنها به ویژه عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) را نشان می‌دهد. مقادیر بالای $(La/Yb)_n$ و $(La/Sm)_n$ در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک نشان‌دهنده جدایش بیشتر LREEها نسبت به HREEها، و غنی‌شدگی از LREEهاست. نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در دگرسانی سریسیتیک به مقادیر تقریبا نزدیک سنگ‌های سالم بوده که

نشان دهنده جدایش نیافتن یا جدایش جزئی در عناصر خاکی نادر است. مقایسه نسبت‌های عناصر $(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در دگرسانی هماتیتی با این نسبت‌ها در سنگ‌های سالم نشان‌دهنده جدایش شدید این عناصر طی دگرسانی هماتیتی است. نسبت عنصری $(La/Yb)_n$ در دگرسانی هماتیتی نسبت به دگرسانی‌های پروپیلیتیک و سریسیتیک بسیار بالا بوده که نشان دهنده جدایش شدید بین LREE ها با HREEهاست. به بیانی، تفکیک و جدایش طی دگرسانی هماتیتی باعث غنی‌شدگی LREEها و تهی‌شدگی HREEها شده است. جذب عناصر خاکی نادر توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن یک پدیده معمول در سامانه‌های دگرسانی است. نسبت‌های عنصری *Eu/Eu و *Ce/Ce در پهنه‌های دگرسانی به ترتیب نشان‌دهنده ناهنجاری مثبت (Eu/Eu*>1) و منفی (Ce/Ce*<1) آنهاست. ناهنجاری مثبت *Eu/Eu می‌تواند در ارتباط با دگرسانی‌های پروپیلیتیک (کلریتی) و سریسیتی کانی‌های سیلیکاتی همچنین حضور کانی‌های مافیک (آمفیبول و بیوتیت) و اکسیدهای آهن باشد. مقادیر کمتر *Ce/Ce نشان دهنده شسته‌شدن Ce با ظرفیت ۳+ از محیط است. در شرایط بازی محلول‌های گرمابی، عنصر Ce با لیگاندهای کربنات تشکیل کمپلکس داده که باعث تحرک و ناهنجاری منفی Ce می‌شود.

قدردانی

از معاونت پژوهش و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز بدلیل حمایت‌های مالی قدردانی می‌شود. نویسندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Gifkins C., Herrmann W., Large R., *"Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation. University of Tasmania"*, Center for Ore Deposits and Exploration Studies, Hobart (2005) 287.

[2] White N.C., Hedenquist J.F., Epitherma Gold Deposits: styles, characteristics, and exploration. SEG Newsletter 23 (1995) 9-13.

[3] Michard A., "*Rare earth element systematics in hydrothermal fluid*", Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 745-750.

[4] Radfer J., Kohansal R., *"1:100000 Geological map of Davarzen*" Geological and mineralogical exploration survey of Iran, (2002).

[5] Whitney D. L., Evans B. W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*" American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[6] Robb L., *"Introduction to ore forming process"*. Black Well publishing company. Malden, MA (2005) 375.

[7] Kojima S., Trista Aguilera D. Hayashi K. I., *"Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits"*. Resource Geology, 59 (2007) 87-98.

[8] Shen, P., Pan, H., Lie, Z., Sun, J., Shen, Y., Lia, C., Feng, H., Cao, C., *"A Manto – Type Cu deposite in the central Asian Orogenic Belt: The Hongguleleng example (Xingiang, Chaina)"*. Ore Geology Reviews, 124 (2020) 103656.

[9] Gresens R.L., *"Composition-volume relationships of metasomatism"*, Chemical Geology, 2 (1967) 47 – 65.

[10] Grant J.A., *"Isocon Analysis: A Brief Review of the Method and Applications"*, Physics and Chemistry of the Earth, 30 (2005) 997-1004.

[11] Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., GonzalezUrin E., *"Exploration for epithermal gold deposits"*, Reviews in Economic Geology, 13 (2000) 245 – 277.

[12] Meyer A., Hemley J.J., *"Wall rock alteration in Geochemistry of hydrothermal ore deposits"*, Economic Geology, (1967) 166 – 235.

[13] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., *"Rare Earth Element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic- hydrothermal system of volcano (Aeolian Islands, Italy)"*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88 (1998) 325 – 342.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]

[14] Guilbert J., Park C.F., *"The geology of ore deposites"*. W. H. Freeman and company Pub. New York, (1997) 985.

[15] Gouveia M.A., Purdencio M.I., Figueiredo M.O., Pereira L.C.J., Waerendborgh J.C., Morgado I., Pena T., Lopez A., *"Bihaviour of REE and other trace and major elements during weathering of grenitic rocks, Evora, Potrugal"*. Chemical Geology, 107 (1993) 293 – 298.

[16] Heald P., Foley N.K., Hayba D.O., *"Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposit: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Type"*, Economic Geology, 82 (1987) 1-26.

[17] Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B., *"Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost dominated basaltic terrain in Central Siberia"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 70 (2006) 3239 – 3260.

[18] Salvi S., Williams Jones A.E., *"The role of hydrothermal processes in concentrating high field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, north eastern Canada"*, Geochim. Cosmochim. Acta, 60 (1996) 1917 – 1932.

[19] Pirajno F., *"Hydrotermal Processes and Mineral Systems"*, Springer- Pub, (2009) 1250.

[20] Rolland Y., Cox S., Boullier A.M., Pennacchioni G., Mancktelow N., *"Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps)"*, Earth Planet Scientific Letters, 214 (2003) 203-219.

[21] Otha A., Kawabe I., *"REE absorbtion on to Mn dioxide (a-MnO_2) and Fe oxyhydroxide: Ce(III) oxidation by a-MnO_2"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 65 (2001) 695 – 703.

[22] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*, pearson – prentice Hall, London, (1993) 352.

[23] Sverjensky D.A., *"Europium redox equilibria in aque- ous solutions"*, Earth and Planetary Science Letters, 67 (1984) 70–78.

[24] Henderson P., *"Rare Earth Element Geochemistry, Department of Mineralogy"*, British Moseum, London, U. K, (1984) 511.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.425]